

SUBJECT CATEGORIES FOR GODDARD JOURNAL

(To be used for classifying all NASA publications, journal articles, and other papers for inclusion in the Goddard Journal.)

Part A - Space Sciences

- A 1. Astronomy and Astrophysics
- A 2. Celestial Mechanics and Geodesy
- A 3. Solar Physics
- A 4. Ionosphere and Radio Physics
- A 5. Fields and Particles
- A 6. Planetology
- A 7. Planetary Atmospheres
- A 8. General (subjects not clearly belonging in any of categories 1-7)

Part B - Space Technology

- B 1. Projects and Programs
- B 2. Space Dynamics and Control Systems
- B 3. Spacecraft and Subsystems
- B 4. Vehicle Technology
- B 5. Sounding Rockets
- B 6. Sensors
- B 7. General Electronics
- B 8. Environmental Testing
- B 9. Tracking Systems
- B 10. General (subjects not clearly belonging in any of categories 1-9)

GPO PRICE \$ _____

CFSTI PRICE(S) \$ _____

Hard copy (HC) 2.00

Microfiche (MF) 50

66-29196
(ACCESSION NUMBER)
26
(PAGES)
TMX-56690
(NASA CR OR TMX OR AD NUMBER)

(THRU)
1

(CODE)
29

(CATEGORY)

LA VARIATION QUASI BIENNALE DES RAYONS COSMIQUES

Kaichi MAEDA*

Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland

Tomoshige SUDA

Meteorological Research Institute, Suginami, Tokyo

1. Introduction
 2. L'effet Météorologique sur l'intensité des Rayons
Cosmiques
 3. L'estimation Quantitative de la Variation de 26-Mois
des Rayons Cosmiques
 4. Les Résultats Préliminaires de l'Analyse Spectrale
 5. Discussion
- Remerciements
Bibliographie
Légende

* Previously a member of the Upper Atmosphere Physics Laboratory
in the Meteorological Research Institute, Tokyo.

Résumé

La variation quasi biennale des rayons cosmiques dans la région tropicale a été estimée théoriquement, en se basant sur les résultats obtenus par la récente investigation météorologique de Reed. On peut prédire que l'amplitude sera presque 0.03 % pour l'intensité ordinaire et supérieure à 0.2 % pour l'intensité sous-terreine, respectivement. Parce que ces derniers résultats ne sont pas disponibles à présent, l'analyse spectrale n'est appliquée qu'aux données des chambres d'ionisation. On peut montrer que le plus grand sommet du spectre d'amplitude est situé dans les périodes qui s'étendent de 16 mois à 60 mois sur la base des données sans l'agitation géomagnétique de Huancayo (12°S). Cependant celles de Cheltenham (39°N) montrent non seulement la variation saisonnière (c'est-à-dire, annuelle) bien connue, mais aussi des sommets moins élevés d'environ 24 et 40 mois, quoique la signification de ces sommets dans ces deux cas ne soit pas encore suffisamment comprise.

1. Introduction

Par les observations aérologiques, particulièrement celles faites dans la région tropicale, le phénomène de l'oscillation biennale dans l'atmosphère de la terre a été découvert; ceci est appelé quelquefois l'oscillation de 26-mois, et a fait l'objet de recherches assez récemment. Pourtant la théorie expliquant l'origine et le mécanisme de cette oscillation mystérieuse est encore inconnue (Reed 1962, 1963, 1964 et 1965; Reed et Rogers 1962; Staley 1963; Belmont et Dartt 1964; Dartt et Belmont 1964; Newell 1964 a,b; Kriester 1964; Sparrow et Unthank 1964; Westcott 1964; Shapiro et Ward 1962; Hope 1963; Lindzen 1964).

Parce que la période de cette oscillation n'est pas biennale ou de 26-mois exactement, nous l'appellerons ici l'oscillation quasi biennale.

L'intention première de cet article est de montrer la validité de certains résultats des rayons cosmiques pour l'investigation de ce phénomène. Par exemple, nous présenterons les résultats préliminaires de l'analyse spectrale en appliquant cette méthode aux résultats des chambres d'ionisation qui ont été en opération à Huancayo, Pérou (12°S géographique) et Cheltenham, Maryland (39°N géographique) depuis Juin 1936.

L'intensité des rayons cosmiques observée au sol est modulée continuellement non seulement par la variation des champs magnétiques interplanétaires et terrestres mais aussi par les variations atmosphériques.

Par suite de la désintégration des particules instables telles que les pions et muons, qui sont produites dans la haute atmosphère par les particules cosmiques primaires, l'intensité des rayons cosmiques au sol change suivant les variations de la pression barométrique et de la température atmosphérique (Jénnosy 1950; Heisenberg 1953; Dauvillier 1954; Dorman 1957).

Par conséquent, les données des muons cosmiques, plus communément appelés les particules mésons des rayons cosmiques ou l'intensité de la composante dure mesurée au sol et corrigée pour l'effet barométrique sont de bons indicateurs des variations atmosphériques continues, si les renseignements sur les variations géomagnétiques sont disponibles.

C'est pourquoi, on peut compter que les résultats des muons cosmiques révéleront une variation biennale observée dans la haute atmosphère terrestre.

2. L'Effet Météorologique sur L'Intensité des Rayons Cosmiques

La variation de l'intensité des rayons cosmiques au sol à cause de la variation de la température atmosphérique est l'effet intégré des contributions différentielles de chaque couche dans l'atmosphère. Celles-ci dépendent non seulement de l'altitude de chaque couche dans l'atmosphère mais aussi de l'énergie des rayons cosmiques observés. Celle-ci dépend de la location géomagnétique et géographique de l'observatoire ainsi que la condition géométri-

que de l'appareil mesurant les rayons cosmiques, telle que l'épaisseur de l'absorbant, la sensibilité de l'orifice et le type (ou le caractère) du détecteur utilisé.

Puisque l'effet de la variation de la température atmosphérique, δT (en °C) à la profondeur atmosphérique, x (en g/cm^2) sur la variation de l'intensité des rayons cosmiques au sol, δI est fonction de l'énergie limitée du détecteur, E_0 (en Gev), la variation relative des rayons cosmiques au sol est donnée par

$$\frac{\delta I}{I_0} = \int_0^{x_0} \gamma(E_0, x) \cdot \delta T(x) dx$$

$$\approx \sum_{i=0}^n \gamma(E_0, x_i) \cdot \delta T(x_i) \cdot \Delta x_i \quad (1)$$

où I_0 est l'intensité moyenne des rayons cosmiques à l'observatoire,

x_0 est la profondeur atmosphérique (la masse totale de l'air au-dessus) de l'observatoire et

$\gamma(E_0, x)$ est appelé le coefficient partiel de l'effet de la température, qui indique la variation relative des rayons cosmiques dont l'énergie limitée au niveau x_0 est E_0 , par l'augmentation de la température δT au niveau x dans l'atmosphère.

On sait que le coefficient partiel de la température est constitué essentiellement de deux parties, c'est-à-dire que $\gamma(E_0, x)$ est donné par

$$\gamma(E_0, x) = \alpha(E_0, x) + \beta(E_0, x) \quad (2)$$

Ici $\alpha(E_0, x)$ est le coefficient positif correspondant au changement de la production des muons cosmiques en haute atmosphère et d'autre part $\beta(E_0, x)$ est le coefficient négatif dû à la désintégration des muons cosmiques dans l'atmosphère.

Ces coefficients sont calculés théoriquement comme ceux qui sont montrés sur la Fig. 1. Ici $\alpha(E_0, x)$ et $\beta(E_0, x)$ sont indiqués respectivement par des traits pleins et pointillés, pour $E_0 = 0.3, 10$ et 40 Gev (Maeda 1960). On a beaucoup travaillé sur l'investigation de ces coefficients, surtout en ce qui concerne leur comparaison avec ceux obtenus par les résultats statistiques (Maeda et Wada 1954; Trefall 1955 a,b; Wada et Kudo 1956; Dorman 1957; French et Chasson 1959; Mathews 1959; Wada 1961; Carmichael et al 1963, 1965).

Les coefficients, $\gamma(E_0, x)$ sont présentés sur la Fig. 2 avec une échelle linéaire pour la profondeur atmosphérique x (en g/cm^2). Ceux-ci sont obtenus des coefficients montrés sur la Fig. 1 pour trois cas de l'énergie, $E_0 = 0.3, 10$ et 40 Gev.

Sur ces figures, on peut voir que l'effet négatif diminue lorsque l'énergie des rayons cosmiques augmente. Ceci est dû à la diminution de la probabilité de la désintégration des muons cosmiques dans l'atmosphère aux hautes énergies. Par contre, l'effet positif augmente avec l'énergie du muon. A cause de la domination des mésons produits en haute atmosphère, le coefficient positif est important seulement autour des couches de production des mésons, c'est-à-dire au-dessus du niveau de $100 \sim 200$ mb.

Quoique ce coefficient augmente avec l'énergie du méson, on sait qu'il y a une limite maxima qui est approximativement 0.45 %/°C pour l'atmosphère standard (Maeda 1960).

3. L'Estimation Quantitative de la Variation de 26-Mois des Rayons Cosmiques

Le phénomène d'oscillation biennale fut découvert d'abord dans le système de vent stratosphérique tropical et plus tard dans le champ de la température stratosphérique tropicale (Ebdon 1960; Veryard et Ebdon 1961). Récemment l'investigation la plus détaillée de ces deux variations fut présentée par Reed (1965). La partie supérieure de la Fig. 3 présente un exemple de ses résultats, sur laquelle les variations de 26-mois des différences entre les températures près de l'équateur (Ile de Canton, 3°S) et des sous-tropiques (cinq stations autour de 30° N) obtenues pendant la période de 1951 à 1961 sont présentées. Ces variations sont tracées sur une l'échelle de 26-mois.

Puisque la phase des oscillations change avec le niveau atmosphérique et aussi puisque l'effet de la variation de la température sur le rayonnement cosmique est différent avec la profondeur atmosphérique, une information de cette sorte est la plus appropriée pour examiner la variation des rayons cosmiques au sol et son rapport avec les variations atmosphériques. C'est-à-dire, en utilisant ces résultats aérologiques, on peut calculer les variations de 26-mois des rayons cosmiques correspondant à celles-là.

Ces variations sont montrées au bas de la Fig. 3, pour trois cas des énergies, $E_0 = 0.3, 10$ et 40 Gev.

Comme on peut le voir de l'équation (1), la relation entre les variations des rayons cosmiques et celles des températures atmosphériques est linéaire. Donc, on peut considérer que ces courbes indiquent les variations des différences entre l'intensité des rayons cosmiques sous-tropicaux et ceux près de l'équateur. Puisque la variation sous-tropicale de 26-mois est très faible comparée à celle de l'équateur, on peut regarder que les courbes au bas de la Fig. 3 montrent les variations quasi biennales des rayons cosmiques autour de l'équateur géographique. Il est clair que la relation entre la variation de 26-mois dans la haute atmosphère et celle des rayons cosmiques au sol n'est pas simple mais change avec l'énergie de ceux-ci, c'est-à-dire que la phase de la variation quasi biennale des rayons cosmiques est invertie pour les basses ($E_0 < 0.5$ Gev) et hautes énergies ($E_0 \gg 1$ Gev).

De toute façon, on pourrait s'attendre que l'amplitude quasi-biennale de la variation relative des rayons cosmiques près de l'équateur géographique soit supérieure à 0.2% approximativement aux hautes énergies, ce qui est à peu près du même ordre que la variation diurne des rayons cosmiques. Au contraire, ces variations ne sont pas supérieures à 0.05% (la déviation maxima, 0.1%) approximativement pour l'intensité du rayonnement cosmique ordinaire ($E_0 < 0.5$ Gev). En d'autres mots, si l'on a les données des chambres d'ionisation près de l'équateur, on peut trouver, au moyen de la déviation maxima, que la variation quasi biennale atteint (mais n'est pas supérieure à)

presque 0.1 % de l'intensité relative. Cependant, si l'on mesure les rayons cosmiques sous terre, on peut observer que la variation quasi biennale avec l'amplitude est supérieure à celle de la variation diurne.

Pour l'estimation de la variation du rayonnement cosmique due à celle de la température atmosphérique mentionnée plus haut, on a négligé la contribution des variations dans la basse atmosphère. Cette contribution n'est pas importante ici parce que l'on sait déjà que l'effet des variations au bas de l'atmosphère dans la région tropicale sur la variation du rayonnement cosmique est presque négligeable, excepté sur la variation diurne (Maeda et Suda 1950; Maeda 1953).

4. Les Résultats Préliminaires de l'Analyse Spectrale

Puisqu'il n'existe pas de résultats expérimentaux correspondant aux courbes calculées au bas de la Fig. 3, il n'est pas possible, à présent, d'établir directement la variation quasi biennale du rayonnement cosmique par la méthode statistique. Cependant, on a les données de la chambre d'ionisation (Type C), en opération depuis juin 1936 à Huancayo, Pérou (12° S géographique, 3350 m au-dessus du niveau de la mer). L'analyse spectrale est donc appliquée aux résultats de cet observatoire. Une autre chambre d'ionisation, exactement identique avec la première a aussi été opérée à Cheltenham, Maryland (39° N géographique près du niveau de la mer), et la même analyse a été faite

sur les données de cette station pour la même période (1937-1959). La Fig. 4 montre les courbes spectrales non-normalisées obtenues des données mensuelles moyennes pour ces observatoires.

La méthode de l'analyse spectrale a été expliquée dans de nombreux articles (Blackman et Tukey 1958; Ness et al 1961; Stern 1962 par exemple). La programmation des calculs (IBM 7094) à présent est identique à celle employée pour l'analyse des ondes se propageant dans l'atmosphère (Maeda et Young 1964). Celle-ci est construite sur la base de la formule adoptée par les océanographes (Pierson et Marks 1952).

La courbe pointillée sur la Fig. 4 est calculée avec les résultats mensuels moyens de Huancayo, qui indiquent l'effet des jours d'agitation géomagnétique et ne sont pas corrigés pour l'effet de la dérive. Celle-ci est causée par le changement de la sensibilité du système d'enregistreurs. Le trait plein est basé seulement sur les données des jours géomagnétiques tranquilles et corrigé pour la dérive séculaire par la formule donnée par Forbush (1958). Le trait mince sur la Fig. 4 est obtenue en appliquant le même programme du calculateur électronique aux données de Cheltenham pour la même période (1937-1959)* .

* Note au bas de la page: Après octobre 1956, la chambre d'ionisation a été déplacée de Cheltenham, Maryland à Fredricksburg, Virginia. Les différences géographiques et géomagnétiques entre les deux observatoires sont insignifiantes pour la présente analyse.

On peut voir sur cette figure que la variation annuelle du rayonnement cosmique qui, strictement, devrait être appelée la variation saisonnière puisque la phase de cette variation est invertie entre deux hémisphères, n'existe pas dans la région tropicale, mais les périodes des variations s'étendent presque de 16 mois à 60 mois. La variation annuelle est bien connue dans les latitudes médianes et hautes comme le montre la courbe pour les résultats de Cheltenham. On peut aussi voir de cette figure les trois légers sommets aux périodes de 16, 24 et 40 mois sur la courbe pleine pour Huancayo, qui est basée seulement sur les jours géomagnétiques tranquilles, et les deux sommets similaires aux périodes de 24 et 48 mois sur la courbe mince pour Cheltenham.

Toutefois, il serait nécessaire de rassembler beaucoup de résultats afin d'établir la signification de ces sommets, la différence entre les deux résultats de Huancayo, l'un avec l'agitation géomagnétique et l'autre sans celle-ci, ce qui favorise l'idée que l'origine de la variation quasi biennale est plutôt terrestre.

5. Discussion

D'après la récente investigation météorologique, l'on a appris les faits suivants au sujet de la variation quasi biennale:

- (i) l'amplitude est maxima près de l'équateur géographique au-dessus du niveau 25 mb, c'est-à-dire à une altitude voisine de 25 km, où l'amplitude de la température est approximativement 2 °C; elle diminue lorsque la latitude augmente, mais en dehors de la région tropicale elle augmente de nouveau. Quoique l'aug-

mentation en dehors de la région tropicale est très faible, l'oscillation quasi biennale atmosphérique est minima aux environs d'une latitude de 20 degrés dans les deux hémisphères.

(ii) la phase d'oscillation est inversée entre les régions tropicales et sous-tropicales.

(iii) quoique il y ait indication que le vent diminue avec l'altitude au-dessus de 30 km (ceci a été découvert durant des expériences avec de fusées sur l'île Ascension, 8 °S géographique), la limite supérieure de cette oscillation, en particulier celle de la température dans la haute atmosphère, n'est pas encore établie.

On peut conclure des résultats météorologiques mentionnés plus haut que la location de Huancayo est plutôt proche de la région de la variation minima, mais dans la région tropicale. A cet égard, les résultats de la station à Lae, Nouvelle Guinée (7 °S géographique, au niveau de la mer) et ceux de Mackerere à Kampala, Afrique de l'est (0.3 °N géographique, au niveau de la mer) sont les meilleurs pour l'investigation de la variation quasi biennale du rayonnement cosmique. En raison du fait que les résultats de Lae n'ont pas été corrigés pour la variation barométrique et que ceux de Makerere à Kampala sont limités à ceux obtenus pendant l'année géophysique internationale (AGI, de Juillet 1957 à Décembre 1959), l'analyse de ces données de valeur doit être laissée au futur.

Cependant l'on a vu assez d'indications récemment que l'oscillation quasi biennale de la haute atmosphère persiste dans la strato-

sphère, non seulement aux tropiques mais aussi aux hautes latitudes, spécialement dans l'hémisphère sud, même sur l'Antarctique; il vaut la peine d'investiguer les variations biennales avec les résultats des rayons cosmiques sur toute de la terre. (Funk et Garnham 1962; Angell et Korshover 1964; Sparrow et Unthank 1964; Reed 1965). Avec les rayons cosmiques, on peut comparer les effets terrestres et extraterrestres directement.

On peut donc conclure de cette investigation que:

- (i) Si l'intensité du rayonnement cosmique a été mesurée près de l'équateur géographique pour plus que deux ou trois années, on peut détecter la variation quasi biennale avec une amplitude égale à presque 0.03 % pour les résultats des chambres d'ionisation et supérieure à 0.2 % pour les résultats souterrains. C'est-à-dire, l'amplitude de la variation quasi biennale est supérieure à la variation diurne, si les mesures sont faites sous terre à une profondeur supérieure à 20 mètres.
- (ii) La phase est invertie entre les données de faible énergie (par exemple, celles de la chambre d'ionisation) et les données de haute énergie, comme celles obtenues sous terre (Fig. 3).
- (iii) Quoique la signification statistique ne soit pas suffisante, l'analyse spectrale indique l'existence de la variation quasi biennale des rayons cosmiques dans la région tropicale, où la variation annuelle n'apparaît pas; dans les régions de l'hautes et moyennes latitudes, la variation saisonnière (c'est-à-dire, annuelle) est très grande, mais la variation biennale n'est pas notablée (Fig. 4).

(iv) La différence entre les courbes spectrales, l'une se rapportant à l'agitation géomagnétique et l'autre seulement aux jours géomagnétiques tranquilles, semble favoriser une l'origine terrestre pour l'oscillation quasi biennale atmosphérique; toutefois des résultats supplémentaires seront nécessaires afin d'établir la signification de cette différence.

Enfin, il faut que l'on remarque l'existence de la variation biennale géomagnétique qui fut découverte avec les résultats spectraux des données géomagnétiques tranquilles (l'intensité horizontale mensuelle moyenne) dans la région tropicale (Stacey et Westcott 1962).

Remerciements

Les résultats des rayons cosmiques utilisés à cette étude furent reçus par la complaisance du Carnegie Institution à Washington, D.C., pour lesquels nous remercions le Dr. Scott E. Forbush. Nous désirons aussi exprimer notre reconnaissance au Prof. Richard T. Reed, Université de Washington, Seattle, qui nous a permis d'utiliser une partie de ses résultats récemment avant leur publication. Nous sommes très reconnaissants au Dr. Yve Alloucherie, NASA(G.S.F.C.) à Greenbelt, Maryland, qui a bien voulu examiner notre manuscrit pour la publication.

Bibliographie

1. Angell, J.K. et J. Korshover, Quasi-biennial variations in temperature, total ozone and tropopause height, *J.Atmos.Sci.*, 21, 479-492, 1964
2. Belmont, A.D. et D.G. Dartt, Double quasi-biennial cycles in observed winds in the tropical stratosphere, *J.Atmos.Sci.*, 21, 354-360, 1964
3. Blackman, R.B. et J.W. Tukey, *The Measurement of Power Spectra*, Dover Publications Inc., N.Y. 1958
4. Carmichael, H., M. Bercovitch et J.F. Steljes, A comparison of several methods of correcting cosmic-ray muon intensity for atmospheric temperature variations, *Proceedings of International Conference on Cosmic Rays, Jaipur, India, Dec. 2-14, 1963*
5. Carmichael, H., M. Bercovitch et J.F. Steljes, Introduction of meteorological corrections into meson monitor data, Preprint 1965
6. Dartt, D.G. et A.D. Belmont, Periodic features of the 50-millibar zonal winds in the tropics, *J. Geophys. Res.*, 69, 2887-2893, 1964
7. Dauvillier, A., *Les Rayons Cosmiques*, Dunod, Paris 1954
8. Dorman, L.I., *Cosmic Ray Variations*, State Publishing House, Moscow, 1957 (English translation, Air Force Office of Scientific Research)
9. Ebdon, R.A., Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and January 1958, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 86, 540-542, 1960
10. Forbush, S.E., Cosmic-ray intensity variations during two solar cycles, *J. Geophys. Res.*, 63, 651-669, 1958

Bibliographie (suite)

11. French, W.R. et R.L. Chasson, Atmospheric effects on the hard component of cosmic radiation near sea level, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 14, 1-18, 1959
12. Funk, J.K. et G.L. Garnham, Australian ozone observations and a suggested 24-month cycle, *Tellus* 14, 378-382, 1962
13. Heisenberg W., *Kosmische Strahlung*, Springer-Verlag, Berlin 1953
14. Hope, E.R., Geomagnetic analog of 26-month meteorological and sunspot cycle, *J. Atmos. Sci.*, 20, 342-343, 1963
15. Jánossy, L., *Cosmic Rays*, Oxford-Clarendon Press, London 1950
16. Kriester, Barbara, Die annähernd zweijährige Schwingung des zonalen Windes in der tropischen Stratosphäre, *Meteorol. Abhandl. (Berlin)*, 22, 1-38, 1964
17. Lindzen, R.S., Radiative and photochemical processes in strato- and mesospheric dynamics, Ph.D. Thesis, Harvard University 1964
18. Maeda, K., Remarks on annual and diurnal variation of cosmic-ray intensity (letter), *J. Geomag. Geoelect.*, 5, 105-108, 1953
19. Maeda, K., Directional dependence of atmospheric temperature effects on cosmic-ray muons at sea-level, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 19, 184-245, 1960
20. Maeda, K. et T. Suda, The annual and diurnal variations of cosmic-ray intensity and temperature effect, *J. Geomag. Geoelect.*, 2, 18-21, 1950
21. Maeda, K. et M. Wada, Atmospheric temperature effect upon the cosmic-ray intensity at sea level, *J. Sci. Res. Inst. (Tokyo)*, 48, 71-79, 1954

Bibliographie (suite)

22. Maeda, K. et J.M. Young, Propagation of pressure waves produced by auroras, Proceedings for the Second Benedum Earth Symposium, Pittsburgh, November 1964 (in press)
23. Mathews, P.M., Atmospheric effects on cosmic ray intensity at sea level, Can. J. Phys., 37, 85-101, 1959
24. Ness, N.F., J.C. Harrison et L.B. Slichter, Observation of free oscillations of the earth, J. Geophys. Res., 66, 621-629, 1961
25. Newell, R.E., A note on the 26-month oscillation, J. Atmos. Sci., 21, 320-321, 1964 a
26. Newell R.E., 26-month oscillation in atmospheric properties and the apparent solar diameter, Nature 204, 278-279, 1964 b
27. Pierson, W.J. et W. Mark, The power spectrum analysis of ocean wave records, Trans. Amer. Geophys. Union, 33, 834-844, 1952
28. Reed, R.J., Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere, Monthly Weather Rev., 90, 211-215, 1962
29. Reed, R.J., On the cause of the 26-month periodicity in the equatorial stratospheric winds, Meteorol. Abhandl. (Berlin), 36, 245-257, 1963
30. Reed, R.J., A tentative model of the 26-month oscillation in tropical latitudes, Quart. J. Roy. Met. Soc., 90, 441-466, 1964
31. Reed, R.J., The present status of the 26-month oscillation, Paper delivered at 45th annual meeting of the Amer. Met. Soc., New York, January 1965
32. Reed, R.J., et D.G. Rogers, The circulation of the tropical stratosphere in the years 1954-1960, J. Atmos. Sci., 19, 127-135, 1962

Bibliographie (suite)

33. Shapiro, R. et F. Ward, A neglected cycle in sunspot numbers, *J. Atmos. Sci.*, 19, 506-508, 1962
34. Sparrow, J.G. et E.L. Unthank, Biennial stratospheric oscillations in the southern hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 21, 592-596, 1964
35. Stacey, F.D. et P. Westcott, Possibility of a 26- or 27-month periodicity in the equatorial geomagnetic field and its correlation with stratospheric winds, *Nature* 196, 730-732, 1962
36. Staley, D.O., A partial theory of the 26-month oscillation of the zonal wind in the equatorial stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, 20, 506-515, 1963
37. Stern, D., The low-frequency power spectrum of cosmic-ray variations during IGY, *J. Geophys. Res.*, 67, 2133-2144, 1962
38. Trefall, H., On the positive temperature effect in cosmic radiation, *Proc. Phys. Soc.*, 68A, 625-631, 1955 a
39. Trefall, H., On the positive temperature effect in the cosmic radiation and the mu-e decay, *Proc. Phys. Soc.*, 68A, 625-631, 1955 b
40. Veryard, R.G. et R.A. Ebdon, Fluctuations in tropical stratospheric winds, *Meteorol. Mag.*, 90, 125-143, 1961
41. Veryard, R.G. et R.A. Ebdon, The 26-month tropical stratospheric wind oscillation and possible causes, *Proceedings of International Symposium on Strato-Mesospheric Circulation, Berlin, August 1962, Meteorol. Abhandl.*, 36, 225-244, 1963
42. Wada, M., Atmospheric effects on the intensity of cosmic-ray mesons (II), the temperature effect, *Sci. Paper Inst. Phys. Chem. Res.*, (Tokyo) 55, 7-23, 1961

Bibliographie (suite)

43. Wada, M. et S. Kudo, A statistical investigation for the atmospheric temperature effect on cosmic-ray intensity, J. Sci. Res. Inst. (Tokyo), 50, 1-9, 1956
44. Westcott, P., The 25-26 month periodic tendency in sunspots, J. Atmos. Sci., 21, 572-573, 1964

Légende

Fig. 1. Les coefficients partiels de l'effet de la température (en $\% / ^\circ\text{C gcm}^{-2}$) sur l'intensité des rayons cosmiques au sol dont les énergies limitées sont $E_0 = 0.3, 10$ et 40 Gev respectivement, en fonction de la profondeur atmosphérique x (en g/cm^2). Les courbes continues et pointillées correspondent à l'effet positif $\alpha(E_0, x)$ et négatif $-\beta(E_0, x)$, respectivement.

Fig. 2. Le coefficient combiné partiel de l'effet de la température $\gamma(E_0, x)$ en $\% / ^\circ\text{C gcm}^{-2}$ présenté avec une échelle linéaire pour la profondeur atmosphérique, x (en g/cm^2). Ces résultats sont dérivés des coefficients montrés sur la Fig. 1.

Fig. 3. La variation de 26-mois de la température stratosphérique aux tropiques et celle de l'intensité des rayons cosmiques correspondants. Les courbes supérieures montrent la variation de la différence entre la température près de l'équateur géographique et celle des régions sous-tropicales (Reed 1965). Les courbes inférieures sont calculées en utilisant les résultats supérieures et les coefficients $\gamma(E_0, x)$ montrés sur la Fig. 2.

Légende (suite)

Fig. 4. Les spectres d'intensités non-normalisées calculés avec les résultats mensuels moyens des chambres d'ionisation pendant la période de 1937 à 1959. La courbe au trait mince correspond aux résultats de Cheltenham (39°N au niveau de la terre) qui incluent les jours d'agitation géomagnétique. Les deux autres courbes correspondent aux résultats de Huancayo (12°S , 3350 m au-dessus du niveau de la mer), où le trait pointillé n'est pas corrigé pour la dérive; cependant le trait continu plus large est basé seulement sur les données des jours géomagnétiques tranquilles et est corrigé pour la dérive séculaire. L'échelle verticale est la même pour les trois courbes. Les deux échelles au bas de la figure sont la fréquence, h (240 fois par mois) et la période, τ en mois, respectivement.

Coefficient Partiel de la Température







